

## PREDICCIÓN DE LA EROSIÓN EÓLICA POTENCIAL CON EL MODELO EWEQ EN DOS SUELOS LOESICOS: EFECTOS DE LAS CONDICIONES CLIMÁTICAS

SILVIA BEATRIZ AIMAR<sup>1\*</sup>; MARIANO JAVIER MÉNDEZ<sup>2</sup> & DANIEL EDUARDO BUSCHIAZZO<sup>3</sup>

Recibido: 16-06-11

Recibido con revisiones: 17-09-11

Aceptado: 23-09-11

### WIND EROSION PREDICTION WITH THE EWEQ MODEL IN TWO LOESS SOILS: EFFECTS OF CLIMATIC CONDITIONS

#### ABSTRACT

The potential wind erosion of a soil (EEP) is a basic data for predicting wind erosion of agricultural soils in most wind erosion prediction models. The objective of this study was to compare the predicted EEP of two soils by means of the Spanish Version of the Wind Erosion Equation (EWEQ), with field-measured EEP in a semiarid environment of Argentina, loaded with different climatic C factors. Wind erosion measurements were carried out along one year in a Typic Ustipsamment and an Entic Haplustoll, both maintained bare and flat along the sampling period. Results indicated that EEP was higher in the Ustipsamment ( $270 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ) than in the Haplustoll ( $40 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$ ). These amounts represented 21,3 and 3,1 mm losses of the topsoil. Wind erosion of the Ustipsamment was twice in Spring-Summer than in Autumn-Winter. This effect was not observed in the Haplustoll, due to a slower drying rate after a rainfall event, which maintained the soil surface moist during a longer period of time. Storm duration explained 40% of the wind erosion variability in both soils. Wind erosion rates ( $Q_t$ , EEP per unit time) correlated positively with the mean wind speed in both soils. At similar wind speeds,  $Q_t$  was always higher in the Typic Ustipsamment. The EEP calculated with a C factor corresponding to the sampling period (30,3) was the most similar to field measurements, but EWEQ underestimated wind erosion by 43% for the Haplustoll and by 18% for the Ustipsamment. The EWEQ model should include different climatic C factors in order to offer the user the prediction of wind erosion under variable climatic scenarios.

**Key words.** Wind Erosion, Semiarid Regions, Prediction Models.

#### RESUMEN

La erosión eólica potencial del suelo (EEP) es un dato básico utilizado en varios modelos de predicción para calcular la erosión eólica de suelos agrícolas. El objetivo de este estudio fue cuantificar la EEP de un Haplustol y un Ustipsammente de la Región Semiárida Pampeana (RSP) y compararla con las predicciones del modelo Ecuación de Erosión Eólica en Español (EWEQ), realizadas con diferentes factores climáticos (C). Se efectuaron mediciones de EEP a campo durante un año en ambos suelos, mantenidos sin cobertura y con mínima rugosidad. Los resultados indicaron que la EEP medida a campo fue mayor en el Ustipsammente ( $270 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ ) que en el Haplustol ( $40 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ ), con una reducción en el espesor del horizonte de 21,3 y 3,1 mm, respectivamente. La erosión del Ustipsammente fue dos veces mayor en primavera-verano que en otoño-invierno. Este efecto no se observó en el Haplustol, debido a su menor desecamiento y mayores contenidos de humedad luego de las lluvias. La erosión del Haplustol, por desecarse más lentamente luego de una lluvia, fue más condicionada por las precipitaciones que la del Ustipsammente. Un 40% de la erosión de ambos suelos fue definida por la duración de las tormentas. Las tasas de erosión (EEP por unidad de tiempo,  $Q_t$ ) se correlacionaron positivamente con la velocidad promedio del viento (V), ajustando a una función polinómica en ambos suelos. A la misma V,  $Q_t$  fue siempre mayor en el Ustipsammente. La EEP calculada con la EWEQ, utilizando el factor C correspondiente al año de muestreo (30,3), fue la más semejante a la erosión medida a campo, aunque el modelo la subestimó en un 43% en el Haplustol y en un 18% en el Ustipsammente. La EWEQ deberá ofrecer al usuario distintos factores C para poder predecir EEP en escenarios climáticos variables.

**Palabras clave.** Erosión Eólica, Regiones Semiáridas, Modelo EWEQ.

1 Facultad de Agronomía y Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, cc 300, 6300 Santa Rosa.

2 Instituto para las Ciencias de la Tierra y Ambientales de La Pampa (CONICET-UNLPam), cc 300, 6300 Santa Rosa.

3 INTA Anguil, Facultad de Agronomía, UNLPam e INCITAP, Instituto de Ciencias de la Tierra y Ambientales de La Pampa (CONICET-UNLPam), cc 300, 6300 Santa Rosa.

\*Autor para correspondencia: [saimar@exactas.unlpam.edu.ar](mailto:saimar@exactas.unlpam.edu.ar)

## INTRODUCCIÓN

La erosión eólica (EE) es uno de los procesos de degradación de suelos más importantes de los ecosistemas secos, incluyendo la Región Semiárida Pampeana Central de Argentina (RPSC) (Buschiazzo, 2006). La magnitud de la EE es regulada por factores climáticos, principalmente precipitaciones y velocidades del viento, edáficos, fundamentalmente la estructura del suelo, la rugosidad superficial, la presencia de costras, y el tipo y cantidad de cubierta vegetal. Mayores tasas de erosión se producen con menores lluvias, mayores velocidades de vientos y sobre suelos de texturas arenosas (van Pelt & Zobeck, 2004; Stout, 2003; Stetler & Saxton 1997; Chepil, 1953).

La EE es considerada un proceso irreversible de degradación del suelo, que causa cambios texturales, disminución en el espesor del suelo y produce pérdidas de nutrientes y materia orgánica (Lyles & Tatarko, 1986; Buschiazzo & Taylor, 1993; Buschiazzo *et al.*, 1999; Aimar, 2002). Por ello se ha hecho un gran esfuerzo en desarrollar modelos de predicción de la EE. Numerosos estudios de laboratorio y campo se efectuaron desde la década del 1930 para identificar los factores que controlan o aceleran el proceso de EE, los cuales pueden ayudar a adoptar prácticas de manejo para prevenir o controlarlo, con la utilización de modelos (Visser *et al.*, 2005).

El primer modelo desarrollado para predecir la erosión eólica a nivel de lote fue la Ecuación de Erosión Eólica Universal (USDA, 1961) que fue actualizado y publicado poco después como Ecuación de Erosión Eólica (WEQ) (Woodruff y Siddoway, 1965). La WEQ fue el único modelo disponible para predecir la EE hasta la década del '90, cuando fueron desarrollados dos nuevos modelos: la Ecuación Revisada de Erosión Eólica (RWEQ) (Fryrear *et al.*, 1998) y el Sistema de Predicción de la Erosión Eólica (WEPS) (Hagen, 1991).

La EEP del suelo, aquella que ocurre sin cobertura ni rugosidad de su superficie, es el parámetro básico para el desarrollo de estos modelos, ya que a partir de la misma es posible determinar el factor I, que identifica la erodabilidad potencial máxima del suelo, deducido de propiedades estáticas del suelo, en especial su textura.

Todos estos modelos están compuestos por subrutinas de clima, suelo y cobertura con vegetación y poseen distintas exigencias en cuanto al tipo y precisión de los datos requeridos en cada caso.

La RWEQ considera un Factor Climático compuesto por la velocidad y la dirección del viento. Estos valores, com-

binados con datos de lluvias, temperatura del aire y radiación solar, permiten deducir el factor C, que simula, en forma quincenal, la humedad del suelo. La WEPS requiere información mucho más precisa de clima, (8 observaciones diarias de todos los parámetros mencionados antes) y permite obtener datos de erosión con una resolución temporal diaria (Wagner, 2004). Estos altos requerimientos de información climática hacen a este modelo poco aplicable a las condiciones de la Argentina, donde son escasos y poco precisos los datos de este tipo.

Recientemente, la EWEQ (Wind Erosion Equation en Español), una versión mejorada de la WEQ, ha sido desarrollada en soporte electrónico y calibrada para la región central de la Argentina por Panebianco y Buschiazzo (2008). Este modelo permite obtener estimaciones de erosión mensuales, aunque, con menor precisión, es posible estimar pérdidas quincenales, por lo que se asemeja, en cuanto a sus prestaciones, a la RWEQ.

La EEP es obtenida en este modelo a partir de la fracción erosionable del suelo. Las condiciones climáticas, la cobertura del suelo, la rugosidad de la superficie y la longitud de la parcela, la modifican.

Si bien la EWEQ posee la misma estructura que la WEQ, difiere de la misma en cuanto a los datos disponibles para su calibración. El Factor Climático tiene en cuenta la velocidad del viento, las precipitaciones y la temperatura. Panebianco & Buschiazzo (2008) demostraron que las predicciones de la EWEQ son más sensibles a cambios del factor C (regulado fundamentalmente por las precipitaciones), que por el factor viento.

Para que estos modelos empíricos puedan brindar información satisfactoria es necesario contrastar sus predicciones con mediciones de campo. Así, Fryrear, *et al.* (2001) comprobaron que la RWEQ predice adecuadamente la erosión medida a campo. Por el contrario, van Pelt *et al.* (2004) encontraron que la misma subestimó la EE en 41 eventos medidos en USA. Semejantes resultados obtuvieron Buschiazzo y Zobeck (2008) para suelos de la RSPC, quienes compararon los tres modelos comprobando que tanto la RWEQ como la WEPS subestiman la EE medida a campo, en tanto que la WEQ fue el modelo que mejor ajustó. De acuerdo a estos resultados, y considerando que la EWEQ es más precisa que la WEQ, se prevé que para los suelos de la región, la EWEQ arrojará resultados coincidentes con las mediciones de campo.

Estudios llevados a cabo bajo condiciones controladas en túnel de viento demostraron que la capacidad de trans-

porte del viento está directamente relacionada con la velocidad del viento elevada al cubo (Bagnold, 1941), con el cubo de la velocidad media o con el cubo de la diferencia entre la velocidad media y la velocidad erosiva umbral (Chepil & Woodruff, 1963).

La erodabilidad potencial del suelo puede variar en función de los cambios en las condiciones climáticas que se producen estacionalmente (Chepil, 1954). Singer *et al.* (2003) comprobaron que la deposición de material eólico sobre el Mar Muerto es menor en invierno y verano que en primavera y otoño.

Por lo expuesto, se puede suponer que la EEP será mayor en suelos de textura gruesa, con menor capacidad de retención de agua, que en suelos de textura fina, que se mantendrían húmedos más tiempo. Por ende, la EE sería mayor en períodos estacionales secos que en húmedos.

Es de esperar que las predicciones de la EEP efectuados con la EWEQ deberán correlacionarse con las mediciones efectuadas a campo.

Los objetivos de este estudio fueron, por ende, 1) Determinar la EEP en dos suelos representativos de la Región Semiárida Pampeana de la Argentina y relacionarla con parámetros de las tormentas, 2) Evaluar la EEP por períodos estacionales y relacionar las tasas de erosión con la velocidad promedio de los eventos erosivos, 3) Comparar los resultados de las EEP medidas a campo con los obtenidos con la EWEQ.

### MATERIALES Y MÉTODOS

Este estudio se llevó a cabo en dos sitios de relieve plano de la subregión geomorfológica «Planicie con Tosca» de la RSPC

(INTA *et al.*, 1980): 1) sitio Santa Rosa (36°35'31" S y 64°16'46" O) con un suelo clasificado como Haplustol Entico y 2) sitio Anguil (36°31' S y 64°01' O) con un suelo clasificado como Ustipsammente Típico. Las principales características del horizonte superficial de cada suelo se presentan en la Tabla 1. Ambos suelos poseían la misma historia de uso: una pastura perenne de pasto llorón (*Eragrostis curvula*), implantada 30 años antes, roturada poco antes de iniciar el ensayo con arado rastra, hasta dejar la superficie sin cobertura vegetal ni rugosidad.

Las mediciones de erosión se realizaron en parcelas cuadradas de 1 ha, que fueron mantenidas sin cobertura vegetal y mínima rugosidad durante todo el ensayo, por medio de labores efectuadas frecuentemente con rastra de discos y rastra de dientes, realizadas en sentido norte-sur. En total, se muestrearon veinte tormentas en cada sitio, de las cuales dieciséis fueron evaluadas al mismo tiempo en ambos suelos (Tabla 2). Las mediciones se efectuaron durante un año, aunque en el mes de enero no hubo erosión ya que llovió en forma alternada 10 días en el mes, lo que representó el 18% de lo llovido en el año. La erosión se midió en cada parcela en 12 puntos de muestreo, ubicados en 3 hileras equidistantes y orientadas en dirección N-S, que contenían, cada una, 4 puntos de muestreo (Fig. 1). En cada punto de muestreo se ubicaron 3 colectores Big Spring Number Eight (BSNE, Fryrear, 1986) a 13,5; 54 y 147 cm de altura.

La cantidad de material erosionado por el viento durante cada evento y en cada parcela de medición (*Q*) se determinó en dos etapas: 1) cálculo de la cantidad de material erosionado en cada punto de muestreo (*Q<sub>p</sub>*) y 2) cálculo de la erosión ocurrida en el total de la parcela (*Q*). El primer paso se realizó integrando la ecuación potencial negativa que relacionó la variación de la cantidad de material en función de la altura, entre 13,5 y 147 cm utilizando la Ec. [1]. El valor obtenido se multiplicó por el coeficiente 6,72, surgido de correlacionar la cantidad de material erosionado de 0 a 147 cm de altura con el material erosionado por encima de 13,5 cm (Aimar *et al.*,

Tabla 1. Principales características del horizonte A de los suelos estudiados.

Table 1. Main characteristics of the A horizons of the studied soils.

	HaplustolEntico	Ustipsammente Típico
Espesor del horizonte A (cm)	28	17
Materia orgánica (g kg <sup>-1</sup> )	17	10
Arcilla (0-2 μm) (g kg <sup>-1</sup> )	105	84
Limo (2-50 μm) (g kg <sup>-1</sup> )	198	129
Arena (50-2000 μm) (g kg <sup>-1</sup> )	697	787
Clase textural	Franco arenoso	Arenoso franco
Densidad aparente (g cm <sup>-3</sup> )	1,30	1,27
Fracción erosionable (%)	59,4	88,2
Estabilidad estructural en seco (%)	61,1	51,4

Tabla 2. Características de las tormentas y cantidades totales de material erosionado en un Haplustol y un Ustipsammente, en cada fecha de muestreo.

Table 2. Wind storms characteristics and erosion amounts in a Haplustoll and an Ustipsamment at different sampling dates.

Fecha	Viento		Duración de la tormenta	Erosión eólica	
	Velocidad promedio	Dirección predominante		Haplustol	Ustipsammente
	km h <sup>-1</sup>		horas	kg ha <sup>-1</sup>	
Otoño-Invierno					
29/03/95	19,5	S	13	641	6.463
19/04	18,4	S	16	1.574	3.607
16/06	18,8	N	32	1.498	8.180
30/06	23,7	N	20	3.734	4.535
10/07	19,7	N	38	8.754	5.020
25/07	19,0	N	43	224	3.214
31/07	17,6	S	4	544	1.222
04/08	22,4	W	27	3.335	29.466
12/08	19,8	N	9	114	n.d.
31/08	18,2	NE	36	632	n.d.
01/09	18,4	S	48	n.d.	16.681
12/09	17,5	S	15	n.d.	1.020
Subtotal				21.050	79.408
Primavera-Verano					
01/02/95	17,4	N	59	5.649	n.d.
06/02	16,4	S	8	265	1.611
14/02	16,4	NE	18	698	n.d.
23/02	17,1	E	13	547	2.876
15/03	23,1	N	15	282	3.514
21/09	20,9	N	25	n.d.	19.857
22/09	24,6	N	10	n.d.	16.190
24/10	21,5	N	38	5.713	10.584
31/10	17,8	E	38	273	2.032
21/11	19,7	E	51	697	25.472
18/12	15,5	N	90	3.147	50.490
23/12	18,7	E	48	1.961	57.854
Subtotal				19.232	190.480
Total Anual				40.282	269.888

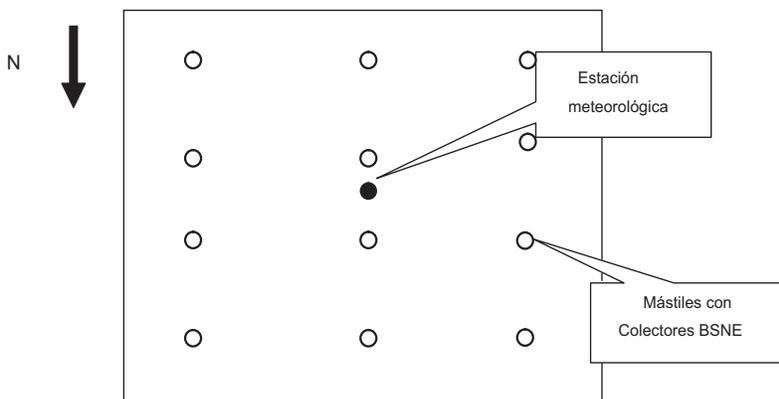


Figura 1. Ubicación de los mástiles con colectores y la estación meteorológica en la parcela de estudio.

Figure 1. Sampling points spatial distribution (empty circles) and meteorological station (black circles) in the field under study.

1998; Stout y Zobeck, 1996). El segundo paso del cálculo se realizó restando el  $Q_p$  del punto de muestreo ubicado a sotavento menos el  $Q_p$  del punto de muestreo ubicado a barlovento de la parcela, considerando la dirección predominante del viento, en cada evento erosivo.

$$Q_p = aZ^b \quad \text{Ec. [1]}$$

Siendo:

$Q_p$  la cantidad de material erosionado en un punto,  $Z$  la altura sobre la superficie del suelo,  $a$  y  $b$  coeficientes de la regresión.

La velocidad y la dirección del viento de cada evento se registraron con una estación meteorológica automática, con una frecuencia horaria. Los colectores de partículas se mantuvieron en las parcelas en forma permanente, muestreándose el material sólo después de cada evento erosivo. Se consideró que la duración de un evento erosivo correspondía al período durante el cual la velocidad del viento superaba  $5 \text{ m s}^{-1}$ , la velocidad a 2 metros de altura, considerada por Fryrear *et al.* (1998) como la velocidad umbral. Las tasas de erosión ( $Q_t$ , la cantidad de suelo erosionado por unidad de tiempo,  $Q \cdot D^{-1}$ ) fueron correlacionadas con la velocidad media de cada tormenta ( $V_m$ ) por análisis de regresión.

El modelo EWEQ (Panebianco & Buschiazzo, 2008) se utilizó para calcular la erosión ocurrida en un año bajo las siguientes condiciones: utilizando a) un factor  $C$  de 11,8, correspondiente a las condiciones climáticas promedio del sitio de muestreo, basado en estadísticas climáticas de 20 años, b) un factor  $C$  de 168, correspondiente a condiciones climáticas extremadamente secas de la región bajo estudio, y c) un factor  $C$  de 30,3, correspondiente a las condiciones climáticas del año de muestreo.

Se determinó la fracción no erosionable ( $> 0,84 \text{ mm}$  de diámetro) mediante un tamiz rotativo (Chepil, 1952) y se calculó la erosión potencial, representado por el factor « $\lambda$ » de la ecuación de erosión eólica (WEQ), (Woodruff y Siddoway, 1965) mediante la siguiente ecuación:

$$EEP = 727,78 + 163,23 \ln (FNE) \quad \text{Ec. [2]}$$

Siendo:

EEP erosión eólica potencial ( $\text{Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ ), FNE la fracción no erosionable (%).

Las fracciones de agregados  $> 0,84 \text{ mm}$  de diámetro, obtenidas del primer tamizado, volvieron a tamizarse para determinar la Estabilidad Estructural en seco, la que se calculó mediante la ecuación [3]:

$$EES = [ < 0,84 \text{ mm}_2 / > 0,84 \text{ mm}_1 ] * 100 \quad \text{Ec. [3]}$$

Siendo:

EES la estabilidad estructural en seco,  $< 0,84 \text{ mm}_2$  el peso de los agregados en g de la 2° tamizada y  $> 0,84 \text{ mm}_1$  el peso de los agregados en g de la 1° tamizada.

Los contenidos de humedad de los primeros 100 cm de cada suelo se calcularon con el programa Software Agroagua versión 4,1 (Forte Lay *et al.*, 1996), basado en la metodología de Thornthwaite & Mather (1955) y para el cálculo de ETP el método de Penman-FAO (Frère, 1972).

Los valores de  $Q$  se relacionaron por análisis de regresión con la velocidad promedio del viento ( $V$ ), la duración de la tormenta ( $D$ ), el cubo de la velocidad media ( $V_m^3$ ), el cubo de la diferencia entre la velocidad media y la velocidad umbral [ $(V_m - V_u)^3$ ], la inversa del cuadrado de la diferencia entre la velocidad media y la velocidad umbral, y la raíz cuadrada y el logaritmo natural de  $V$ . De las ecuaciones de regresión se analizaron las ordenadas (análisis de coincidencia) y las pendientes (análisis de paralelismo) (Seber, 1977; Freund y Littell, 1986) utilizando el programa SAS (1988).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### Magnitudes de la erosión

La Tabla 2 muestra el material erosionado para cada una de las tormentas durante el año de muestreo. De esta tabla se desprende que la erosión eólica fue de  $40 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  en el Haplustol y  $270 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  en el Ustipsammente, lo que significó una pérdida del horizonte «A» una pérdida equivalente a  $3,1 \text{ mm}$  en el Haplustol y  $21,3 \text{ mm}$  en el Ustipsammente. Estudios previos encontraron pérdidas del horizonte «A» similares para un suelo franco arenoso fino de EE.UU. y en un Paleustalf Psammítico de Sahel (Michels, 1994; Zobeck & Bilbro, 1999). Stout (2007) estudió el comportamiento de dos superficies naturales de granulometrías contrastantes para establecer la magnitud del movimiento de saltación y determinó que ésta es 4,5 veces mayor en una duna (arenosa) que en una playa (arcillosa). Estos resultados fueron explicados porque la duna arenosa requirió menores velocidades umbrales (velocidad mínima a la cual se inicia el proceso de erosión eólica).

La erosión eólica en el Ustipsammente fue entre 3 y 82% mayor que la del Haplustol en 15 de las 16 tormentas muestreadas en ambas parcelas de manera conjunta (Tabla 2). Solamente en la tormenta del 10 de julio el Ustipsammente se erosionó menos que el Haplustol debido a que

este último suelo fue sometido a una labranza con arado rastra unos días antes del muestreo. Esto hizo que en el Haplustol aumentara la proporción de material erosionable como consecuencia del refinamiento del suelo. La mayor erosión eólica en el Ustipsammente para el resto de las tormentas se debió a que este suelo presentó mayor proporción de agregados erosionables ( $< 0,84$  mm de diámetro) (Tabla 1). Estudios previos en túnel de viento han mostrado que la erosión eólica es mayor a medida que la fracción erosionable aumenta (Woodruff & Siddoway, 1965). En los suelos de la RSPC las fracciones texturales más finas y la MO favorecen la agregación del suelo reduciendo la fracción erosionable (Méndez *et al.*, 2006 & Hevia *et al.*, 2007). La textura más gruesa y el menor contenido de materia orgánica (MO) explicaron la mayor proporción de agregados erosionables presentes en el Ustipsammente (Tabla 1).

La erosión del Ustipsammente varió a lo largo del año alcanzando  $190,5 \text{ Mg ha}^{-1}$  en primavera-verano y  $79,4 \text{ Mg ha}^{-1}$  en otoño-invierno. Esta tendencia estacional no se observó en el Haplustol, en el cual la erosión eólica fue  $21,5 \text{ Mg ha}^{-1}$  en otoño-invierno y  $19,2 \text{ Mg ha}^{-1}$  en primavera-verano. Estos resultados probablemente se deban a la formación de costras superficiales en el Haplustol. Por su textura más fina, este suelo es susceptible de encostrarse mientras que la textura más arenosa del Ustipsammente hace que la formación de costras sea poco frecuente y de escasa resistencia (Hagen *et al.*, 1992). De acuerdo con Goossens

(2004) las partículas finas del suelo juegan un rol importante en el proceso de formación de costras. Las partículas menores a  $50 \mu\text{m}$  actúan como cementantes de las partículas más grandes. La mayor proporción de partículas finas en el suelo provoca un aumento de la cohesión en la parte superior del suelo, permitiendo un incremento en la dureza de las costras (Diouf *et al.*, 1990; Skidmore & Layton, 1992). Las costras en el suelo se forman como respuesta de éstos a las precipitaciones. Las gotas de lluvias rompen los agregados de la superficie, haciendo que las partículas se acomoden formando una capa delgada y densa sobre la superficie resistente a la erosión eólica. Los registros climáticos muestran que las precipitaciones superiores a 5 mm con capacidad para formar costras fueron 19 en primavera-verano y 9 en otoño-invierno (Tabla 3). Además, durante todos los meses de primavera-verano ocurrió al menos una precipitación capaz de formar costras, mientras que en otoño-invierno trascurrieron tres meses seguidos (mayo, junio y julio) sin precipitaciones capaces de formar costras. De acuerdo con esto, el Haplustol en primavera-verano habría presentado frecuentemente costras que habrían limitado la erosión eólica, mientras que en otoño-invierno la presencia de costras en este suelo pudo haber sido menos frecuente por la falta de precipitaciones importantes (Tabla 3). Entonces para el Haplustol en primavera-verano la erosividad del viento (factor-C) fue mayor y la susceptibilidad del suelo a erosionarse (presencia de costras) menor respecto del otoño-invierno. Esto

Tabla 3. Precipitaciones mensuales y días con precipitaciones mayores a 5 mm.

Table 3. Monthly rainfall and days with rainfall greater than 5 mm.

Mes	Precipitación total mensual mm	Días con precipitaciones $> 5$ mm	
		Otoño-Invierno	Primavera-Verano
Enero	77,8		5
Febrero	22,7		3
Marzo	61,0	2	2
Abril	53,5	4	
Mayo	3,0	0	
Junio	4,1	0	
Julio	0,0	0	
Agosto	6,2	1	
Septiembre	13,5	2	0
Octubre	115,0		4
Noviembre	43,7		4
Diciembre	29,0		1
Total	429,5	9	19

explica porque la erosión eólica medida a campo en el Haplustol fue similar en otoño-invierno que en primavera-verano. Entanto que, en el Ustipsammente, en el cual la formación de costras no ocurre como consecuencia de su textura arenosa, la erosión eólica siguió la estacionalidad presentada por la erosividad del viento la cual fue mayor en primavera-verano respecto de otoño-invierno. Algunos autores han determinado que los suelos de textura franco arenosa y franco arcillosa serían los más susceptibles al sellado de la superficie (Courty, 1985, citado por Gicheru *et al.*, 2004). Las diferencias en la estacionalidad de la erosión eólica entre el Ustipsammente y el Haplustol pueden ser explicadas en menor medida por la humedad del suelo en los primeros centímetros. La humedad del suelo favorece la cohesión entre las partículas aumentando la velocidad umbral y reduciendo la erosión eólica (de Oro y Buschiazzo, 2009; Ravi *et al.*, 2006). El Ustipsammente, debido a su textura arenosa, presenta alta infiltración y escasa capacidad de retener agua lo cual hace que después de una lluvia se alcance rápidamente la humedad umbral de erosión (máxima humedad a la cual la erosión eólica ocurre). En tanto que en el Haplustol, de textura más fina, la infiltración es menor y la capacidad de retener agua mayor, haciendo que el suelo tarde más en secarse y en alcanzar la humedad umbral de erosión después de una lluvia. Las lluvias menos frecuentes de otoño-invierno hicieron que el Haplustol permaneciera más tiempo susceptible de ser erosionado respecto de primavera-verano cuando las precipitaciones fueron mucho más frecuentes y abundantes.

La evolución del contenido hídrico de cada suelo a lo largo del período de muestreo mostró que en otoño-invierno los contenidos de agua del Haplustol variaron entre 28 y 84 mm m<sup>-1</sup> y los del Ustipsammente entre 46 y 126 mm m<sup>-1</sup>, siendo en todo el período los del Ustipsammente mayores que los del Haplustol (Fig. 2a). Durante primavera-verano ocurrió lo contrario, ya que los contenidos del Haplustol variaron entre 28 y 131 mm m<sup>-1</sup> y los del Ustipsammente entre 16 y 103 mm m<sup>-1</sup>, siendo los del Haplustol mayores que los del Ustipsammente el 90% del tiempo de medición (Fig. 2 b). Esto demuestra que en las condiciones más secas y ventosas de la primavera-verano, el Haplustol se encontraba con mayor humedad, lo que produjo menor erosión que en el Ustipsammente en el mismo período. Este último suelo estuvo 114 días con contenidos de humedad menores al punto de marchitez permanente, que en estos suelos oscila en 40 mm m<sup>-1</sup>. (Fagioli & Aimar, 1986). Estos resultados indican que la evolución de los contenidos de humedad de ambos suelos fue diferente y

condicionaron las tasas de erosión a lo largo del tiempo.

La erosión ocurrida en cada evento se relacionó lineal y positivamente con la duración del mismo ( $p < 0,05$ ) en ambos suelos ( $y = 45x + 653$  para el Haplustol e  $y = 541x - 2521$  para el Ustipsammente,  $R^2 = 0,40$  y  $n = 20$  en ambos casos). La mayor pendiente de la ecuación de ajuste del Ustipsammente indicó un mayor incremento de la erosión a medida que aumentó la duración de la tormenta. Esto se debería a la mayor proporción de fracción erosionable de este suelo. Las correlaciones lineales entre erosión y duración de la tormenta indicaron que no existió un agotamiento de la cantidad de agregados erosionables en ambos suelos, aun en tormentas de hasta 90 horas de duración.

La cantidad de erosión no se correlacionó con la velocidad promedio del viento ( $V$ ). Esto no coincide con lo encontrado por otros autores como Bagnold (1941), quien demostró que la erosión se correlacionó con el cubo de  $V$ , o con los resultados de Chepil & Woodruff (1963), quienes comprobaron que la erosión se relacionó con el cubo de la velocidad media y con el cubo de la diferencia entre la velocidad media y la velocidad umbral. Tampoco se encontraron correlaciones entre erosión y la raíz cuadrada o el logaritmo natural de  $V$ . Similares resultados obtuvo Fryrear (1995), quien comprobó que  $Q$  no se correlacionó con el factor  $V_m * 1/(V_m - V_u)^2$ . Esto se debería a que los primeros autores efectuaron el estudio en condiciones controladas en túnel de viento y no en condiciones de campo como en este último caso. Es conocido que pequeñas variaciones de las condiciones de la superficie del suelo, comunes en mediciones de campo, por ejemplo pequeños cambios en la rugosidad superficial o aparición de encostramientos, alteran el perfil del viento y pueden modificar esta relación (Shao, 2005). La inclusión del factor  $V$  no mejoró sustancialmente la correlación entre erosión y duración de la tormenta.

El cociente entre la erosión ocurrida en cada evento erosivo y la duración del mismo ( $Q D^{-1}$ ) representa la tasa de erosión ( $Q_t$ ). Este cociente se correlacionó positivamente con  $V$  en ambos suelos (Fig. 3). En este análisis se descartó la erosión medida en la tormenta del 15 de marzo en el Haplustol, dado que una lluvia de 11 mm ocurrida el día anterior disminuyó temporariamente la erosión, aun cuando la velocidad del viento fue, en promedio, relativamente alta (23,1 km h<sup>-1</sup>). El ajuste entre  $Q_t$  y  $V$  fue de tipo polinómico para los dos suelos, siendo el ajuste mayor para el Haplustol ( $P < 0,015$ ) que para el Ustipsammente

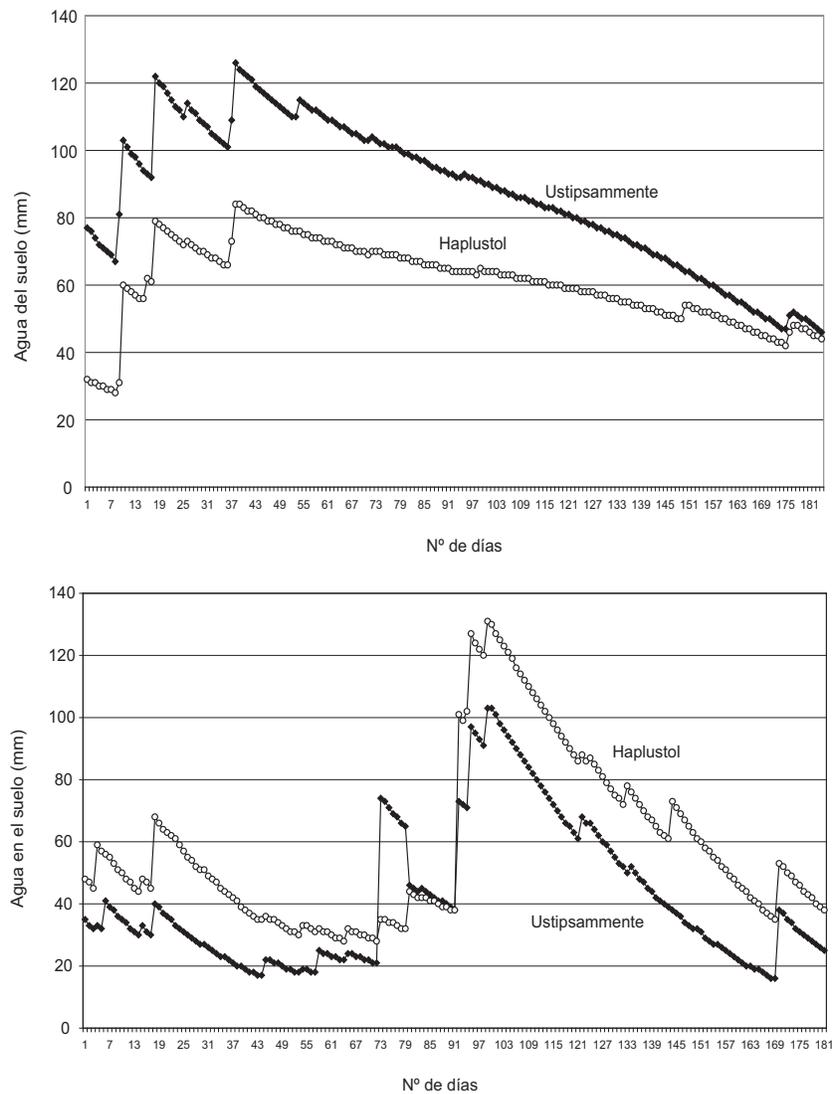


Figura 2. Contenidos diarios de agua de los primeros 100 cm de un Haplustol y un Ustipsamment para: a) el período otoño-invierno y b) el período primavera - verano.

Figure 2. Daily water contents within the first 100 cm depth of a Haplustoll and an Ustipsamment for: a) the autumn-winter period, and b) the spring-summer period.

( $P < 0,05$ ). Las mayores tasas de erosión se produjeron en el Ustipsamment, lo que indica que el suelo se erosionó a velocidades de viento menores. Fryrear (1995) encontró similares tendencias, ya que un suelo arenoso se erosionó casi tres veces más que uno de textura fina. En el Haplustol, a la mayor velocidad promedio registrada ( $23,7 \text{ km h}^{-1}$ )  $Q_t$  fue  $186,7 \text{ kg ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ , en tanto que en el Ustipsamment a la mayor velocidad media registrada ( $24,6 \text{ km h}^{-1}$ ) el valor de  $Q_t$  fue  $1.619 \text{ kg ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ . En este último suelo, las tor-

mentas del 18 y 23 de diciembre tuvieron tasas de transporte altas ( $561$  y  $1.205 \text{ kg ha}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ) aun cuando las velocidades del viento fueron relativamente bajas ( $15,5$  y  $18,7 \text{ km h}^{-1}$ , respectivamente). Estas tendencias responden a la implementación de labores de repaso del suelo en condiciones de máxima sequía poco antes del muestreo. De hecho, durante los 31 días corridos previos al muestreo, el contenido hídrico estuvo por debajo del punto de marchitez permanente. La exclusión de estas dos tormentas

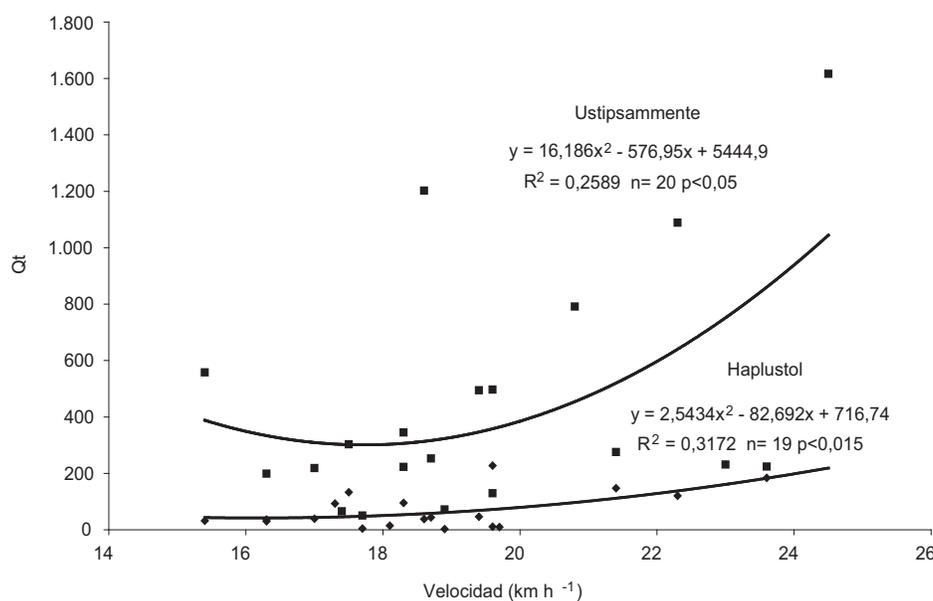


Figura 3. Tasa de erosión  $Q_t$ , en función de la velocidad promedio del viento de cada evento, para un Haplustol y un Ustipsammente.  
 Figure 3. Wind erosion rate  $Q_t$ , as a function of the mean wind speed for a Haplustoll and an Ustipsamment.

produjo un ajuste altamente significativo, del tipo  $y = 14,672 x^2 - 497,76 x + 4420,6$  ( $R^2 = 0,4192$ ;  $n = 18$ ,  $p < 0,01$ ).

La relación  $Q_t$  y  $V$  presentó un incremento de la pendiente a partir de  $V = 20 \text{ km h}^{-1}$  más pronunciado en el Ustipsammente. Esto indica que la tasa de erosión sufrirá mayores incrementos en el Ustipsammente que en el Haplustol, ante similares incrementos de la velocidad del viento.

**Predicciones de EEP**

La Tabla 4 muestra que la EEP calculada con la Ec. [2] fue de  $325 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  para el Ustipsammente y de  $135 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  para el Haplustol. Estos valores fueron mayores que los medidos a campo en ambos suelos (17% para el Ustipsammente y 70% para el Haplustol).

La EEP calculada con la EWEQ fue de  $6,4 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  para el Haplustol y de  $85,3 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  para el Ustipsammente cuando se utilizó un factor C «normal» (11,8), correspon-

Tabla 4. Erosión eólica medida y calculada con la EWEQ durante un año, en un Haplustol y un Ustipsammente.  
 Table 4. Wind erosion measured and predicted with EWEQ during one year in a Haplustoll and an Ustipsamment.

Erosión eólica	Factor-C	Haplustol Éntico	Ustipsammente Típico
		(Mg ha <sup>-1</sup> año <sup>-1</sup> )	
Medida a campo		40,3	269,9
Factor I		135,4	325,2
Calculada con EWEQ	C <sub>1</sub>	6,4	85,3
	C <sub>2</sub>	23,1	221,8
	C <sub>3</sub>	180,5	1.235,7

C<sub>1</sub> año normal, C<sub>2</sub> año de estudio (1995), C<sub>3</sub> año seco.

diente al promedio de una serie de datos climáticos de 20 años (Panebianco & Buschiazio, 2008). Estos valores fueron un 84 y 68% menores que los medidos a campo, lo que debe atribuirse a las condiciones climáticas más secas ocurridas durante el período de medición que las previstas en el modelo EWEQ con ese factor C, lo que habría producido mayor erosión que lo previsto. Efectivamente, las precipitaciones registradas durante el período de medición fueron un 40% menores que el promedio histórico de la región (700 mm, Vergara & Casagrande, 2002; Casagrande *et al.*, 2005).

Utilizando un factor C correspondiente a condiciones de extrema sequía (168,1) (Panebianco & Buschiazio, 2008) la EWEQ calculó  $180 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  para el Haplustol y  $1.235,7 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  para el Ustipsammente. En ambos casos los valores fueron 4,5 veces mayores que los medidos a campo.

La erosión calculada con un factor C correspondiente al año de muestreo (30,29) fue la más aproximada a la medida a campo en ambos suelos:  $23,1 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  para el Haplustol y  $221,8 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$  para el Ustipsammente, un 43 y un 18% menos que lo medido, respectivamente. Panebianco & Buschiazio (2008) comprobaron que el uso de un factor C histórico único en la EWEQ subestimaba hasta en un 45% la erosión de un Haplustol Entico cuando las condiciones climáticas eran de sequía durante las mediciones de campo. Buschiazio & Zobeck (2008) encontraron resultados similares, los que atribuyeron a la utilización de un factor C promedio, pero también a errores en la cuantificación de la erosión por defecto en las mediciones de campo. Estas se habrían producido al cuantificar la erosión a campo con colectores que medían material movilizado por encima de los 15 cm de altura, cuando es conocido que más del 80% del material se moviliza por debajo de la misma. Stout y Zobleck (1996) determinaron que el 50% del material se mueve en los primeros 1,7 cm sobre el nivel del suelo. Esto habría ocasionado una subestimación de la erosión con la cual se calibró el modelo.

Los resultados altamente variables de la EWEQ en función del factor C utilizado es de particular importancia en ambientes semiáridos, caracterizados por la elevada variabilidad climática. Por esa razón Panebianco & Buschiazio (2008) desarrollaron el modelo EWEQ con tres factores C alternativos, lo que permite simular la erosión en condiciones climáticas contrastantes.

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto que deberá continuarse con los ajustes del modelo para lograr

predicciones con menores errores. Debería, además, seleccionarse un valor C que refleje las condiciones climáticas del año que se pretende evaluar.

## CONCLUSIONES

### Los resultados obtenidos permiten concluir que:

- La erosión eólica total, medida a campo durante un año en condiciones de máxima erosionabilidad del suelo (nula cobertura y mínima rugosidad superficial), fue mayor en un Ustipsammente ( $270 \text{ Mg ha}^{-1}$ ) que en un Haplustol ( $40 \text{ Mg ha}^{-1}$ ). Esto fue equivalente a una reducción del espesor del horizonte superficial del Ustipsammente de 21,3 mm y de 3,1 mm en el Haplustol.
- La erosión eólica calculada con la EWEQ, utilizando el factor C correspondiente al año de muestreo, fue la más semejante a la erosión medida a campo, aunque la subestimaron en un 43% en el Haplustol y un 18% en el Ustipsammente.

La EEP calculada en base al factor I de la WEQ sobreestimó la EE medida a campo en un 17 y 70% en un Ustipsammente y un Haplustol, respectivamente. La EE del Ustipsammente fue dos veces mayor en primavera-verano que en otoño-invierno. Esto no se observó en el Haplustol, en el cual la EE medida en ambas épocas fueron similares. Las duraciones de las tormentas explicaron un 40% de la variabilidad de la erosión ocurrida en ambos suelos, pero no existieron correlaciones entre la velocidad, o transformaciones de ésta, y las cantidades erosionadas.

- Las tasas de erosión se correlacionaron positivamente con la velocidad del viento en forma polinómica en ambos suelos.

## BIBLIOGRAFÍA

- Aimar, SB; DE Buschiazio & N Peinemann. 1998. Erosión eólica de suelos. Calibración de mediciones realizadas a distintas alturas con colectores BSNE. XVI Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Carlos Paz. Córdoba.
- Aimar, SB. 2002. Estimaciones cualitativas y cuantitativas de pérdidas por erosión eólica en suelos de la Región Semiárida Pampeana Central. Tesis de Magister en Agronomía. Universidad Nacional del Sur. 143 pp.

- Bagnold, RA. 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London: Meghuen.
- Buschiazzo, DE & V Taylor. 1993. Efectos de la erosión eólica sobre algunas propiedades de suelos de la Región Semiárida Pampeana Central. *Ciencia del Suelo* 10/11: 46-53.
- Buschiazzo, DE; TM Zobeck & SB Aymar. 1999. Wind erosion in soils of the semiarid Argentinian Pampas. *Soil Sci.* 164: 133-138.
- Buschiazzo, DE. 2006. Management systems in southern South America. In: Peterson GA, Unger PW, Payne WA (eds.) *Dryland Agriculture*, 2nd ed., Monograph 23. ASA/CSSA/SSSA, Madison, WI. 395-426 pp.
- Buschiazzo, DE & TM Zobeck. 2008. Wind erosion predictions using WEQ, RWEQ and WEPS in an Entic Haplustoll of the Argentinean Pampas. *Earth Surf. Proc. Land.* 33: 1839-1850.
- Casagrande, GA; ME Deanna de Gómez & FJ Babinec. 2005. Precipitaciones 1921-2005. *Observatorio agrometeorología EEA-Anguil-INTA*. Ed. INTA. Pp 5.
- Chepil, WS. 1952. Improved rotary sieve for measuring state and stability of dry soil structure. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 16: 113-117.
- Chepil, WS. 1953. Factors that influence clod structure and erodibility of soil by wind. I. Soil texture. *Soil Sci. of Am. J.* 75: 473-483.
- Chepil, WS. 1954. Seasonal Fluctuations in Soil Structure and Erodiability of Soil by Wind. *Soil Science Society of America Journal* 18(1): 13-16.
- Chepil, WS & NP Woodruff. 1963. The physics of wind erosion and its control. *Advances in Agronomy* 15: 211-302.
- de Oro, LA & DE Buschiazzo. 2009. Threshold wind velocity as an index of soil susceptibility to wind erosion under variable climatic conditions. *Land Degrad. Dev.* 20: 14-21.
- Diouf, B; EL Skidmore; JB Layton & LJ Hagen. 1990. Stabilizing fine sand by adding clay: laboratory wind tunnel study. *Soil Technology* 3: 21-31.
- Fagioli, M & SB Aymar. 1986. Características hídricas de un Ustipsamente típico de la Región Semiárida Pampeana. *Revista de Investigaciones Agropecuarias* Vol. XXI N°2. pp 57-65.
- Forte Lay, JA; JL Aiello & J Kuba. 1996. Software AGROAGUA versión 4.1. Agrosoft'95. 4 p. Argentina.
- Frére, M. 1972. A method for the practical application of the Penman formula for the estimation of potential evapotranspiration and evaporation from free water surfaces. In: FAO-AGP: AS/2, Roma.
- Freund, RJ & RC Littell. 1986. SAS System for Regression, 1986 Edition. SAS Institute, Inc. Cray, NC. 164 pp.
- Fryrear, DW. 1986. A field dust sampler. *J. Soil Water Conserv.* 41: 117-120.
- Fryrear, DW. 1995. Soil Losses by Wind Erosion. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59: 668-672.
- Fryrear, DW; PL Sutherland; G Davis; G Hardee & M Dollar. 2001. Wind erosion estimates with RWEQ and WEQ. In: DE Stott; RH Mohtar y GC Steinhardt (eds.). *Sustaining the Global Farm* 760-765.
- Fryrear, DW; A Saleh; JD Bilbro; HM Schomberg; JE Stout & TM Zobeck. 1998. Revised Wind Erosion Equation (RWEQ) Wind erosion and water Conservation Research Unit, USDA-ARS, Southern Plains Area Cropping Systems Research Laboratory. Technical Bulletin N° 1.
- Gicheru, P; C Gachene; J Mbuvi & E Mare. 2004. Effects of soil management practices and tillage systems on surface soil water conservation and crust formation on a sandy loam in semi-arid Kenya. *Soil & Till. Res.* 75: 173-184.
- Goossens, D. 2004. Effect of soil crusting on the emission and transport of wind-eroded sediment: field measurements on loamy sandy soil. *Geomorphology* 58: 145-160.
- Hagen, LJ. 1991. A wind erosion prediction system to meet users needs. *J. Soil Water Conserv.* 46: 106-111.
- Hagen, LJ; EL Skidmore & A Saleh. 1992. Wind erosion: Prediction of aggregate abrasion coefficients. *Trans. ASAE* 35(6): 1847-1850.
- Hevia, GG; MJ Méndez & DE Buschiazzo 2007. Tillage affects soil aggregation parameters linked with wind erosion. *Geoderma* 140: 90-96.
- INTA, Gobierno de La Pampa & Universidad Nacional de La Pampa. 1980. Inventario Integrado de la Provincia de La Pampa. 493 pp.
- Lyles, L & J Tatarko. 1986. Wind erosion effects on soil texture and organic matter. *J. Soil Water Conserv.* 41(3): 191-193.
- Méndez, MJ; LA de Oro; JE Panebianco; JC Colazo & DE Buschiazzo. 2006. Organic carbon and nitrogen in soils of semiarid Argentina. *Journal of Soil and Water Conservation* 230-235.
- Michels, K. 1994. Wind erosion in the Southern Sahelian Zone. Extent, control and effects on millet production. Verlag Ulrich E. Grauer. Stuttgart. Deutschland 99pp.
- Panebianco, JE & DE Buschiazzo. 2008. Wind erosion predictions with the Wind Erosion Equation (WEQ) using different climatic factors. *Land Degrad. Dev.* 19: 36-44.
- Ravi, S; TM Zobeck; TM Over; GS Okin & P D'Odorico. 2006. On the effect of moisture bonding forces in air-dry soils on threshold friction velocity of wind erosion. *Sedimentology* 53: 597-609.
- Skidmore, EL & JB Layton. 1992. Dry soil aggregate stability as influenced by selected soil properties. *Soil Science Society of America Journal* 56: 557-561.
- Shao, Y. 2005. A Similarity Theory for Saltation and Application to Aeolian Mass Flux. *Bound.-Layer Met.* 115: 319-338.
- Seber, GAF. 1977. Linear Regression Analysis. J Wiley & Sons. 465 pp.
- Singer, A; E Ganor; S Dultz & W Fischer. 2003. Dust deposition over the Dead Sea. *J Arid Environ.* 53(1): 41-59.
- Stetler, LD & KE Saxton. 1997. Analysis of wind data used for predicting soil erosion. Wind Erosion. *An International Symposium/Workshop. Kansas USA*. Pp. 37.
- Stout, J & TM Zobeck. 1996. The Wolforth field experiment: a wind erosion study. *Soil Sci.* 161: 616-632.
- Stout, J. 2003. Seasonal variations of saltation activity on a high plains saline playa: Yellow Lake, Texas. *Phys. Geogr.* 24(1): 61-76.
- Stout, J. 2007. Simultaneous observations of the critical aeolian threshold of two surfaces. *Geomorphology* 87: 3-16.
- Thorntwaite, CW & JR Mather. 1955. The Water Balance, *Publications in Climatology* VIII(1): 1-104, Drexel Institute of Climatology, Centerton, New Jersey.
- USDA-Agricultural Research Service. 1961. A universal equation for measuring wind erosion. Bull. USDA- ARS. 22-69.

- van Pelt, RS & TM Zobeck. 2004. Validation of the Wind Erosion Equation (WEQ) for discrete periods. *Environ, Modell. Softw.* 19(2): 199-203.
- van Pelt, RS; TM Zobeck; KN Potter; JE Stout & TW Phopam. 2004. Validation of the wind erosion stochastic simulator (WESS) and the revised wind erosion equation (RWEQ) for singles events. *Environ, Modell. Softw.* 19: 191-198.
- Vergara, GT & GA Casagrande. 2002. Estadísticas agroclimáticas de la Facultad de Agronomía, Santa Rosa, La Pampa, Argentina. *Revista de la Facultad de Agronomía de la UNLPam.* 13(1-2): 74.
- Visser, SM; G Sterk & D Karssenbergh. 2005. Wind erosion modelling in a Sahelian environment. *Environ. Mod. & Soft.* 20(1): 69-84.
- Wagner, L. 2004. The Wind Erosion Prediction System (WEPS). Wind Erosion Research Unit, USDA-ARS, Manhattan, Kansas, USA.
- Woodruff, NP & FH Siddoway. 1965. A wind erosion equation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 29: 602-608.
- Zobeck, TM & JD Bilbro. 1999. Crop productivity and surface soil properties of a severely wind-eroded soil. 10<sup>th</sup> *International Soil Conservation Organization Conference. West Lafayette, Indiana, USA*, Pp 7.